

EL RELIEVE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA, BALEARES Y CANARIAS

LA EXTRAÑA TOPOGRAFÍA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

The Iberian Peninsula odd topography

Gerardo de Vicente y Ramón Vegas (*)

RESUMEN

España posee una topografía promedio muy elevada (la 2ª de Europa, después de Suiza) que evidencia la intensidad y gran dispersión de las deformaciones tectónicas recientes (Terciarias). El relieve de Iberia es el resultado de los esfuerzos transmitidos hacia el interior desde el borde activo durante el Oligoceno-Mioceno Inferior: Los Pirineos. Estas deformaciones se organizaron de una forma altamente regular, dando lugar a una serie de altos (cadenas) y bajos (cuencas) estructurales, que se interpretan como pliegues de escala litosférica. En este sentido, toda la placa ibérica aparece deformada durante el Cenozoico. Estos grandes pliegues (Pirineos-Cordillera Cantábrica, Sistema Central-Cadena Ibérica, Sierra Morena) aparecen conectados en la corteza superior mediante una serie de corredores de desgarre lateral izquierdos (Vilariça, Messejana-Plasencia) y lateral derechos (Ventaniella, Cadena Ibérica), que son también importantes para explicar la morfología de La Península. El emplazamiento hacia el oeste del bloque de Alborán desacopló mecánicamente este dispositivo, que sólo continúa activo en la costa atlántica-Golfo de Cádiz. Es en estas estructuras, grandes pliegues y corredores de desgarre, donde se concentra la sismicidad actual.

ABSTRACT

Spain has a very high mean topography (2nd in Europe, after Switzerland) that demonstrates the intensity and great dispersion of the recent tectonic (Tertiary) deformations. The relief of Iberia is the result of the transmitted stresses towards the interior from the active border during the Oligocene-Lower Miocene: The Pyrenees. These deformations were organized in a highly regular way, giving place to a series of structural highs (ranges-chains) and lows (basins), which are interpreted as lithospheric scale folds. From this perspective, the whole Iberian plate turns out to be deformed during the Cenozoic. These large folds (Pyrenees-Cantabrian Mountains, Central System- Iberian Chain, Sierra Morena) turn out to be connected in upper crust by means of a series of left lateral (Vilariça, Messejana-Plasencia) and right lateral (Ventaniella, Iberian Chain) strike slip corridors, that are also important to explain the morphology of The Peninsula. The emplacement towards the west of the Alborán block mechanically decoupled this device, which only continues active on the Atlantic coast - gulf of Cadiz. It is in these structures, large folds and strike-slip corridors, where the current seismicity concentrates.

Palabras clave: Iberia, topografía, deformación cenozoica, pliegues litosféricos.

Keywords: Iberia, topography, Cenozoic deformation, lithospheric folding.

INTRODUCCIÓN

Entre todos los países europeos, España presenta una elevación media del relieve (cerca de 700 m) únicamente superada por Suiza, pero este país está situado íntegramente en el interior de una cadena de montañas reciente, los Alpes, que constituyen el techo de Europa. Este relieve relativamente elevado de la Península Ibérica ya fue puesto de manifiesto por los generales de Napoleón en sus informes de

las campañas ibéricas al describir cómo, tanto en los desplazamientos desde el sur como desde el norte, una vez superadas las cadenas de montañas marginales – Béticas y Pirineos –, no se producía un descenso pronunciado en los pasos atravesados sino el comienzo de un país elevado. Desde las primeras décadas del pasado siglo, este aspecto característico del relieve ibérico ha conducido a geólogos y geomorfólogos a su descripción general como un núcleo central de altitud media elevada, la denomina-

(*) Grupo de Tectonofísica Aplicada. Departamento de Geodinámica. F.C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. gdv@geo.ucm.es. ruidera@geo.ucm.es

da Meseta, que aparece rodeado al norte por una cadena alpina, la cordillera de los Pirineos y al sur por otra semejante, las cordilleras Béticas, situándose al este y al oeste las orlas marginales del Atlántico y el Mediterráneo.

Es fácil darse cuenta de que si queremos cruzar de Norte a Sur la Península, los puertos (cadenas) y las depresiones (cuencas) están espaciadas de una forma más o menos regular. Esta situación es también aplicable al Norte de África (Marruecos) hasta el Anti-Atlas (Fig. 1).

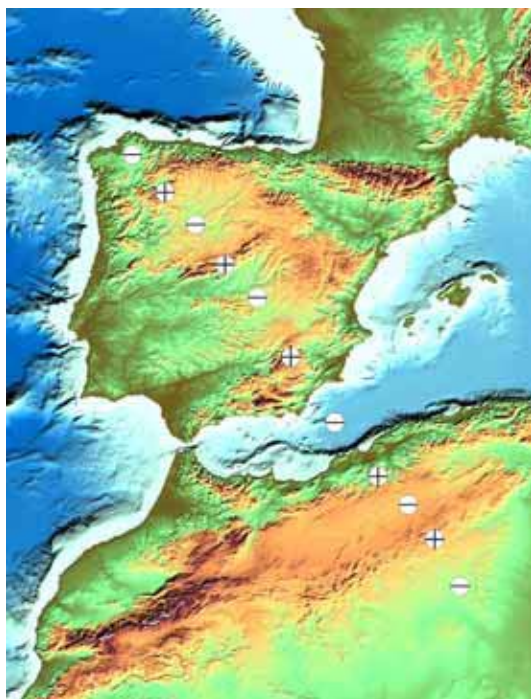


Fig. 1. El relieve periódico del Microcontinente Iberia, del NO de África y del fondo oceánico.

¿A qué se debe esta peculiaridad del relieve de la Península Ibérica?

En los tiempos anteriores a la formulación de la Tectónica de Placas, la explicación del relieve se limitaba a la formación de cadenas de montañas por compresión de los *surcos geosinclinales*. En los términos de la escuela dominante de principios del pasado siglo, la deformación de la corteza que origina las montañas, objeto principal de la tectónica, se dividió en *alpinotipo*, – correspondiente a grandes mantos de corrimiento con deformación interna intensa, acompañada de metamorfismo y con magmatismo importante, y en *germanotipo*, – representado por cadenas formadas por bloques de basamento o por coberteras con deformación modesta y siempre sin metamorfismo ni magmatismo significativo. Este esquema fue aplicado a la Península Ibérica por la escuela alemana de Hans Stille de manera que las Cordilleras Béticas (y por extensión los Pirineos) representaban el estilo alpinotipo y las otras montañas interiores, Cadena

Ibérica (Celtibérica) y Sistema Central (Divisoria Central Principal) el estilo germanotipo. En este contexto, y dentro del concepto de tectónica vertical o *fijista*, los relieves interiores de la Península correspondían a bloques elevados que dejaban entre sí espacios subsidentes que alojaban, mediante un contacto por fallas normales, las cuencas de sedimentación interiores. La relación genética entre los del interior de los continentes (de tipo “germánico”) y los relieves “geosinclinales” nunca fue formulada.

Todos estos conceptos se vieron fuertemente subvertidos con el advenimiento del modelo de la tectónica de placas, modelo geofísico que explica de manera sencilla y elegante la distribución espacial de los terremotos. Los corolarios geológicos de este modelo implican una superficie de la Tierra constantemente móvil, en la cual la corteza, en realidad la litosfera, es sometida a fuerzas tangenciales que dan lugar a una deformación plana capaz de explicar los grandes desplazamientos de unidades tectónicas en las cadenas de montañas y la formación del relieve por aumento del espesor de la corteza. Así pues, las cadenas de montañas de tipo “alpino” de los autores antiguos corresponden a bordes convergentes de placas en los que se produce un acortamiento de la corteza para poder absorber la convergencia. Se obtiene asimismo una explicación racional para la existencia de grandes mantos de corrimiento, de cabalgamientos a escala de la corteza y, en cierto modo, del metamorfismo y el magmatismo presentes en las cadenas de montañas surgidas de la convergencia de placas. Por su parte, las montañas de tipo “germánico” corresponden a regiones “intraplaca” donde se produce una parte de la deformación, en general de tipo compresivo, causada por los movimientos tangenciales de las placas. Esta deformación intraplaca parece, en principio, vulnerar la presunción de considerar las placas litosféricas como torsionalmente rígidas, premisa importante en los primeros tiempos de la aplicación del modelo. No obstante, el modelo es suficientemente flexible para adaptar esta deformación como resultado de la transmisión de esfuerzos desde los bordes. El paso del tiempo ha hecho evolucionar el modelo de la tectónica de placas para explicar los diferentes ambientes geológicos, en el tiempo y el espacio, evidenciando ser una herramienta potente, aun con limitaciones inherentes, en la investigación de las Ciencias de la Tierra.

En cualquier caso, uno de los descubrimientos más novedosos en las Ciencias de la Tierra Sólida es que la deformación intraplaca puede ser tan intensa como para generar pliegues a escala litosférica (Cloetingh *et al.*, 2002), tanto en corteza continental, como en corteza oceánica. Por otro lado, se sabe desde hace tiempo que en las zonas orogénicas continentales (a gran escala) la deformación se distribuye en zonas muy amplias, por lo que resulta complicado dibujar el “límite de placas”.

Actualmente hay, al menos, tres grandes grupos de modelos, con sus ventajas e inconvenientes, para

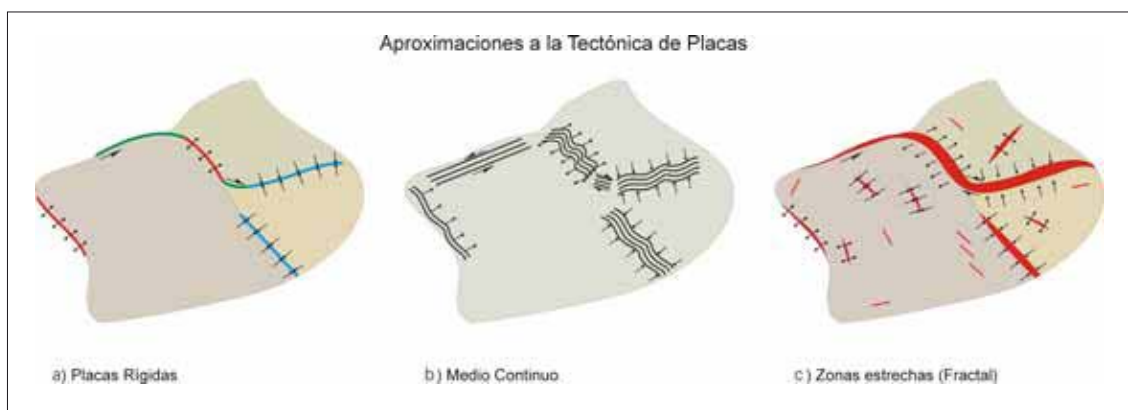


Fig. 2. Aproximaciones metodológicas a la dinámica que define la Tectónica de Placas.

aproximarse a la dinámica real de la Tectónica de Placas (Fig. 2).

El primero, y más conocido, es el de movimiento de casquetes rígidos sobre una esfera, con la definición precisa de los polos de rotación eulerianos. Resulta muy válido para la litosfera con corteza oceánica, pero no tanto para zonas orogénicas continentales (Fig. 2a). El segundo grupo considera a la litosfera como un medio continuo (elementos finitos o discretos), en el que los límites vienen definidos por zonas con características mecánicas diferentes. Resulta difícil analizar discontinuidades, por lo que suelen no tenerse en cuenta (Fig. 2b). Por último, está el modelo de concentración de la deformación en zonas estrechas y alargadas que siguen una distribución fractal (no euclídea) (Fig. 2c). Esta aproximación, más realista, pero con menos capacidad de predicción, implica que a distintas escalas se aprecian estructuras diferentes, pero siempre parecidas. Una de las principales consecuencias de este modelo es que el número de placas depende de a qué escala las contemos.

Como resumen, podemos concluir que la Tectónica de Placas no es ya aquel modelo euclídeo que atisbaron sus creadores, sino algo mucho más complejo, que precisa de otras aproximaciones metodológicas, en buena parte aún por desarrollar. Esta afirmación es tanto más crítica cuanto más amplia es la zona deformada (sobre todo en corteza continental), como es el caso de la Península Ibérica.

IBERIA DURANTE EL CENOZOICO

La disposición general de las montañas y de las zonas aplanadas en Iberia apunta a un cierto orden interno, que sugiere a su vez un escenario tectónico único para el origen de las unidades fisiográficas de primera magnitud (Vegas, 2006). Así las zonas elevadas, las cadenas de montañas, y las llanuras, las cuencas de sedimentación, se disponen de manera general en una dirección este-oeste con la excep-

ción notable de dos dispositivos de montañas interiores que adoptan las direcciones conjugadas NNE-SSO y NO-SE. Este patrón del relieve peninsular es evidente a simple vista en los mapas topográficos a escalas 1:100000 y mayores (Fig. 1).

En el contexto de la tectónica de placas, las cadenas de montañas de dirección aproximada este-oeste corresponden por una parte a orógenos de borde de placa que dieron lugar a los Pirineos (y su prolongación cantábrica) y a las Cordilleras Béticas, y por otra a las cadenas interiores del macizo varisco del centro de la Península, es decir a cadenas de montañas formadas mediante la deformación del interior de una placa – *cadenas intraplaca*. A este último tipo pertenecen: a) el Sistema Central Español y su prolongación hasta la costa atlántica en el centro de Portugal (sierras de Somosierra, Gredos, Béjar, Gardunha, Estrela, Montejunto y Sintra), b) la alineación de relieves situada al sur del Sistema Central que comprende Los Montes de Toledo, las sierras de Las Villuercas y la Sierra de San Mamede, esta última en Portugal, y c) la alineación de relieves correspondientes a la Sierra Morena.

La prolongación de estas cadenas en el Mar puede también hacerse de norte a sur en el Banco de Galicia, el espolón de Extremadura (al oeste de Lisboa) y en el Banco de Gorringe. La distribución de epicentros de terremotos instrumentales sigue también esta tendencia de agrupaciones E-O, continuándose en la corteza oceánica (*off-shore*) (Figs. 3 y 4).

Los relieves transversales de dirección NNE-SSO no han sido considerados como una unidad morfoestructural hasta hace poco tiempo (cf. De Vicente, ed., 2004). Están formados también por elevaciones de rocas del basamento que constituyen una serie de sierras (Marão, Bornes, Ancares, Montes de León y otras de menor entidad) situadas entre el centro de Portugal y el occidente de Asturias-Sur de Galicia. Por su parte, los relieves de dirección conjugada NO-SE constituyen la Cadena Ibérica

(1) La paginación entre corchetes de la obra de Steno remite a la traducción castellana del profesor Leandro Sequeiros citada en la bibliografía.

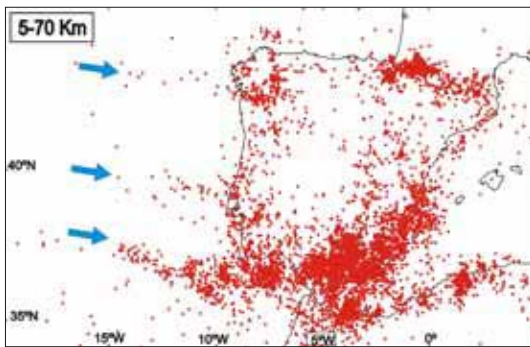


Fig. 3. Distribución de epicentros instrumentales de terremotos entre 5 y 70 km de profundidad (Base Instituto Geográfico Nacional, hasta 2005). Las flechas azules indican las alineaciones E-O en el off-shore atlántico.

que está construida por rocas de edad mesozoica con asomos menores de rocas del basamento varisco. Los relieves de esta cadena se disponen en dos alineaciones, Rama Castellana y Rama Aragonesa, separadas por una zona de menor relieve.

Hacemos aquí hincapié en la descripción de las cadenas intraplaca de la Península Ibérica para establecer a continuación un modelo tectónico sobre su origen en relación con los bordes de placa en los que se asientan las cadenas de los Pirineos y las Béticas, cuyo origen y evolución aparece extensamente tratado en la literatura geológica.

LA EDAD DE LOS RELIEVES

Para determinar el momento en que los relieves han comenzado a surgir y a evolucionar se pueden utilizar varias metodologías. La más simple y tradicional se basa en la edad de los sedimentos situados en el frente de las cadenas montañosas. Estos sedimentos provienen de la erosión del relieve surgido y contienen información sobre su evolución.

En el caso del interior de la Península Ibérica las cadenas de montañas están separadas por zonas aplanadas que contienen cuencas terciarias que, afortunadamente, contienen un registro sedimentario con datos suficientes para establecer el comienzo de la formación de los relieves y los momentos de mayor actividad tectónica. Estas cuencas continentales interiores corresponden a los dos altiplanos que forman la meseta central en el interior del Macizo Ibérico, cuencas del Duero y de Madrid-Campo Arañuelo (también conocida como Cuenca del Tajo), y a otras dos depresiones situadas en el borde de las Béticas (Cuenca del Guadalquivir) y en el borde sur de los Pirineos (Cuenca del Ebro). Existen además otras cuencas de menor extensión, cuencas intermontanas que están relacionadas con los relieves transversales NNE-SSO del norte de Portugal (Bierzo, Verín, Sarria) y con la Cordillera Ibérica (Calatayud, Jiloca, Zaorejas). El espesor de sedimentos continentales acumulado desde el Paleoceno es naturalmente mayor en las cuencas más extensas – más de 5000 m en la Cuenca del Ebro, 2500 m en la del Duero y 3500 m en la de Madrid.

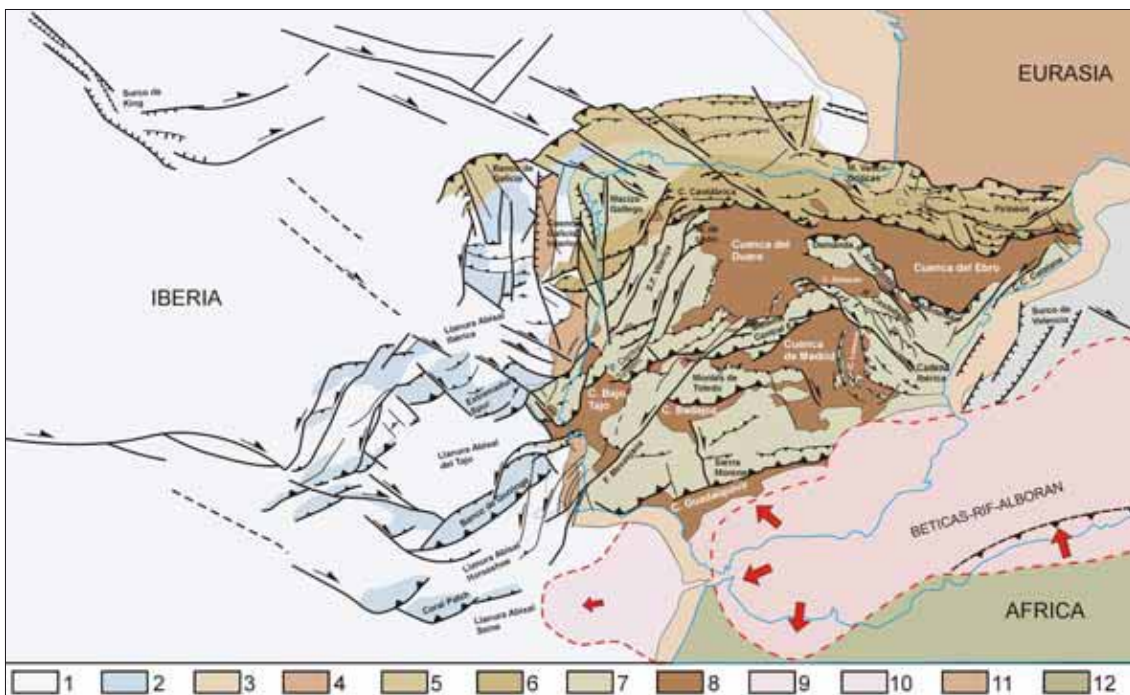


Fig. 4. Mapa tectónico de la deformación Cenozoica en Iberia. 1-Corteza oceánica 2-Corteza oceánica elevada tectónicamente. 3-Plataforma continental. 4-Cuencas cenozoicas en el límite corteza oceánica-continental. 5-Pirineos, vergencia N. 6-Pirineos, vergencia S. 7-Cadenas Intraplaca. 8-Cuencas Intraplaca. 9-Relleno Neógeno del Golfo de Cádiz. 10-Bloque Neógeno de las Béticas-Rif-Alborán. 11- Corteza continental de Eurasia. 12-Corteza continental Africana.

En la mayoría de las cuencas el análisis de las tendencias generales dibuja un esquema relativamente sencillo y homogéneo (Calvo *et al.*, 1993; Calvo, 2004), aunque quizás las dataciones de cada unidad tectosedimentaria sean lo más impreciso. En este esquema se pueden diferenciar cuatro etapas correspondientes al periodo de tiempo: A) Eoceno, B) Oligoceno-Mioceno Inferior, C) Mioceno Inferior-Medio, y D) Mioceno Superior-Plioceno.

En las cuencas más extensas, la primera etapa se caracteriza por sucesiones muy potentes y continuas en el tiempo que están dominadas por facies lacustres y depósitos aluviales clásticos con las tasas de sedimentación más elevadas en el borde N de la cuenca de antepaís pirenaica (Duero al oeste, Ebro al este, de hecho una única cuenca). Empiezan a individualizarse las Cuencas del Duero y de Madrid, con lo que se marca el inicio del Sistema Central como divisoria. Al contrario, las cuencas intramontañas, situadas tanto en la Cadena Ibérica como en el NO de la Península, presentan un registro muy variado en cuanto a tipos de facies y espesor de sedimentos (en general poco potentes). Se puede considerar, por tanto, que las primeras deformaciones generadoras de relieve intraplaca comienzan ya en el Eoceno.

En contraste con la etapa anterior, más homogénea, durante el Oligoceno-Mioceno Inferior a Medio, el relleno sedimentario de las cuencas se caracteriza por la presencia de varias unidades tectosedimentarias, separadas por discontinuidades y/o rupturas sedimentarias poco espaciadas en el tiempo. El número y las edades concretas de estas unidades varían de una cuenca a otra, indicando la mayor actividad en cada borde de los relieves. No obstante, el hecho relevante es que, durante este período de tiempo, se concentra el mayor número de rupturas sedimentarias por lo que el conjunto de estas unidades puede interpretarse como sintectónico. Estas rupturas sedimentarias limitan en la mayor parte de las cuencas tres unidades que pueden correlacionarse representando los periodos de tiempo correspondientes al Ramblense-Aragoniense inferior, al Vallesiense superior-Turolense y al Aragoniense inferior-Vallesiense superior, aunque las edades concretas están aun en revisión (cf. Calvo, 2004). La sedimentación durante esta etapa corresponde primero al desarrollo de amplios sistemas lacustres salinos a partir del Oligoceno superior. Este hecho apunta a que los materiales salinos del mesozoico y del paleógeno ya habían sido tectónicamente elevados y estaban siendo erosionados.

Progresivamente, la actividad tectónica continuada en los bordes de los relieves da lugar a relaciones aporte-subsidencia elevadas con amplia expansión de sistemas lacustres, primero evaporíticos y después carbonatados durante el Mioceno Inferior-Medio. Durante esta tercera etapa los sedimentos acumulados atestiguan una actividad tectónica continuada que hace surgir los relieves que enmarcan las cuencas con pulsos importantes durante el Mioceno.

La cuarta etapa comienza hacia los 9 Ma (Vallesiense superior o Tortoniense inferior), y continúa durante el Plioceno y debe extenderse hasta la actualidad. Se produjo, en el inicio de esta etapa, un cambio muy importante en todas las cuencas al producirse en las más extensas el cambio generalizado de régimen de endorreico a exorreico. Aparecen discontinuidades muy marcadas (superficies de paleokarstificación y/o paleosuperficies de amplio desarrollo) que separan sucesiones estratigráficas depositadas en contextos paleogeográficos bien diferenciados. Sin descartar cambios eustáticos globales, este tránsito en la pauta evolutiva común del relleno de las cuencas interiores cenozoicas de la Península, está relacionado con un nuevo régimen tectónico establecido en el límite de placas situado en las inmediaciones de la Península Ibérica, tal como describiremos más adelante.

De la edad de los sedimentos de las cuencas cenozoicas se infiere que los relieves del interior de la Península se han generado principalmente desde el final del Oligoceno, con los pulsos de elevación más importantes hasta el Mioceno Inferior. Esta edad puede corroborarse con otros métodos independientes, como la *termocronología de baja temperatura*, principalmente huellas de fisión en apatitos, que permiten establecer una historia del enterramiento o la emersión de los materiales situados en la superficie terrestre. Los datos disponibles en la Península confirman la crisis generalizada del Oligoceno-Mioceno Inferior, y precisan las edades más locales del levantamiento de algunas cadenas, como es el caso del pulso del Guadarrama durante el Mioceno-Superior (De Bruijne y Andriessen, 2002).

EL ORIGEN DE LOS RELIEVES

En el patrón general descrito anteriormente destaca, en primer lugar, la naturaleza de contacto entre cadenas de montañas y cuencas. Este contacto responde siempre, con la salvedad que explicaremos más adelante, a la existencia de un cabalgamiento de borde que limita el relieve (Fig. 5). Se puede ver una galería de estos cabalgamientos en: <http://www.ucm.es/info/geodina/curriculums/gdv/GerardoIndex.htm>. Este hecho es indicador, por sí sólo, de un régimen tectónico compresivo generalizado durante el Terciario. Los únicos contactos por falla normal entre cuenca y



Fig. 5. Cabalgamiento del borde N del Sistema Central sobre la Cuenca del Duero (Villacastín, Segovia).

cadena corresponden a las cuencas longitudinales de la orla mediterránea, de dirección NNE-SSO, que se superponen a la trama de los relieves compresivos y están en relación con la apertura del Golfo de Valencia, por tanto, no relacionadas con el patrón general. Con esta puntualización, los relieves principales parecen estar incluidos en un dispositivo de acortamiento de la corteza en sentido norte-sur. Los Pirineos cabalgan sobre la Cuenca del Ebro, la Cordillera Cantábrica sobre la del Duero, el Sistema Central sobre las del Duero y Madrid y la Sierra de Guadalupe sobre la cuenca del Guadiana. Los análisis de esta deformación, y las reconstrucciones de placas (Eurasia, Iberia, África) indican un acortamiento N-S de 115 km (también asumido por el NO de África) durante el Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior (35-15 Ma).

El dispositivo de cadenas paralelas (Cantábrica-Pirineos, Sistema Central, Sierra Morena) se acomoda bien al esquema de deformación mediante *pliegues litosféricos*. Se trata de un modelo de deformación por *buckling* o flexura de la totalidad de la litosfera que considera pliegues con una longitud de onda próxima al espesor litosférico continental, ~300 km., a los que se superponen pliegues de longitud de onda menor, 30-50 km, equivalente al espesor de la corteza (Burov *et al.*, 1993). Los primeros representan pliegues de la litosfera, mientras los últimos representan pliegues de la corteza mediante un desacoplamiento respecto al conjunto de la litosfera, de manera similar al plegamiento “multicapa” tradicional. A estos trenes de pliegues, litosféricos y corticales, se pueden sumar otros de longitud de onda menor, 4-9 km, que deben representar el desacoplamiento cobertera-basamento. Así las cadenas intraplaca corresponden a la curvatura anticlinal y las áreas de sedimentación a las curvaturas sinclinales.

El modelo ha sido aplicado con éxito en el área peninsular considerando las características reológicas de la litosfera ibérica de edad varisca (Fig.6) (Clothing *et al.*, 2002). Se explican así las elevaciones de basamento y sus contactos mediante fallas inversas (cabalgamientos) con las áreas de sedimentación cenozoicas, así como el desarrollo de una *tectónica de piel gruesa* en el interior de la Península. Pero además la formación de pliegues litosféricos puede ampliarse al norte de África, donde existen relieves semejantes, como el sistema atlásico. Así en perfiles N-S o NO-SE, tanto topográficos, como de la anomalía gravimétrica de Bouguer, aparecen periodicidades de entre 400 y 600 km de longitud de onda junto a otras de varias decenas de km en el área que comprende la Península Ibérica y el norte de África (Fig. 6). Estas periodicidades topográficas han sido determinadas, como cualquier señal, mediante el análisis espectral (de Fourier) apareciendo también en la litosfera oceánica (De Vicente *et al.*, 2007).

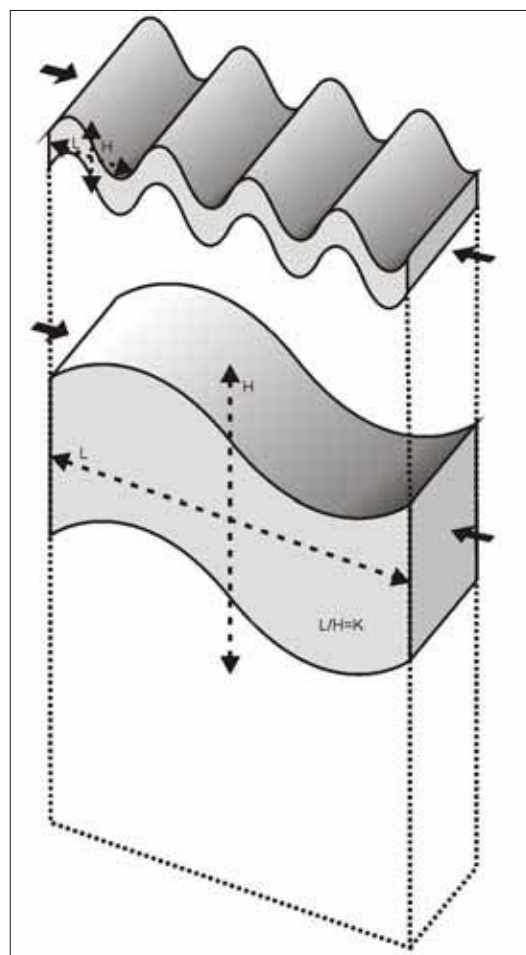


Fig. 6. Pliegues Litosféricos. Desacoplamiento entre los trenes de pliegues en la Corteza Superior y en la Litosfera. Análisis espectral de la Topografía y de la Anomalía de Bouguer en Iberia y el N de África.

Dado que el tamaño de los pliegues supera al de la Península (Figs. 4 y 7), los estilos estructurales cambian en función de las propiedades mecánicas previas de la zona deformada, aunque se observan algunas características comunes: ausencia de metamorfismo, tectónica de piel gruesa y una cierta partición de la deformación entre desgarres y cabalgamientos. Por otro lado los experimentos realizados mediante modelación numérica (elementos finitos) para este tipo de plegamiento litosférico indican, para condición necesaria, una transmisión efectiva de los esfuerzos entre los bordes activos y el interior de las placas. Dicho de otro modo, la zona deformada debe estar mecánicamente acoplada a los límites de placa. En este sentido, tanto la Península Ibérica como el norte de África debieron estar acoplados, durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, al borde de placas pirenaico, desde el cual se transmitieron los esfuerzos (Fig. 7). Este hecho parece corroborarse por determinaciones paleomagnéticas que indican la ausencia de movimiento relativo norte-sur entre África y la Península Ibérica desde el Jurásico (Vegas *et al.*, 2005).

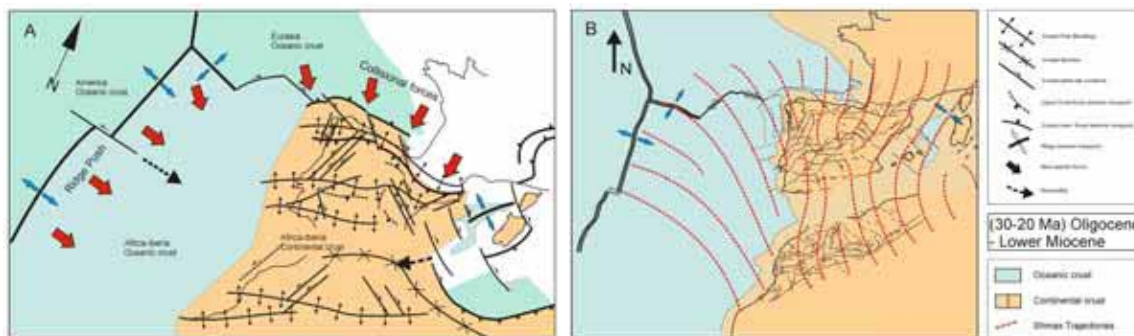


Fig. 7. Reconstrucción tectónica del Microcontinente Iberia durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. Trayectorias de Paleoesfuerzos.

Según lo expuesto anteriormente, las elevaciones del basamento (del Macizo Hespérico) corresponden a ondulaciones de la corteza que en general cortan la estructura anterior varisca (Fig. 8).

Pero además, este régimen compresivo también reactiva cualquier tipo de discontinuidad mecánica previa. Así, en el este, se produce la inversión del surco sedimentario mesozoico (Rift Ibérico) formado en una etapa (Pérmico-Triásico) en que el régimen tectónico en la Península fue de carácter extensivo. Esta inversión produce los relieves de la Cadena Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979), pero es importante precisar que la orientación del Rift Ibérico forma un ángulo importante con la dirección de

acortamiento N-S y por consiguiente *se trata de una inversión oblicua* en la que se activan estructuras de desgarre en un contexto transpresivo de movimiento lateral derecho, produciéndose una partición de la deformación entre compresión y desgarres laterales derechos. Se generan, por tanto, relieves (sierras) y pliegues a lo largo de la traza de los desgarres que, al contrario que los cabalgamientos, están asociados a procesos de “*bending*” (pliegues forzados). Este hecho explica la formación de relieves longitudinales y transversales, así como las curvaturas compresivas en sus extremos (Sierra de la Demanda, cabalgamientos de Sepúlveda) y la distribución clásica en dos ramas, Aragonesa y Castellana (Fig. 8).

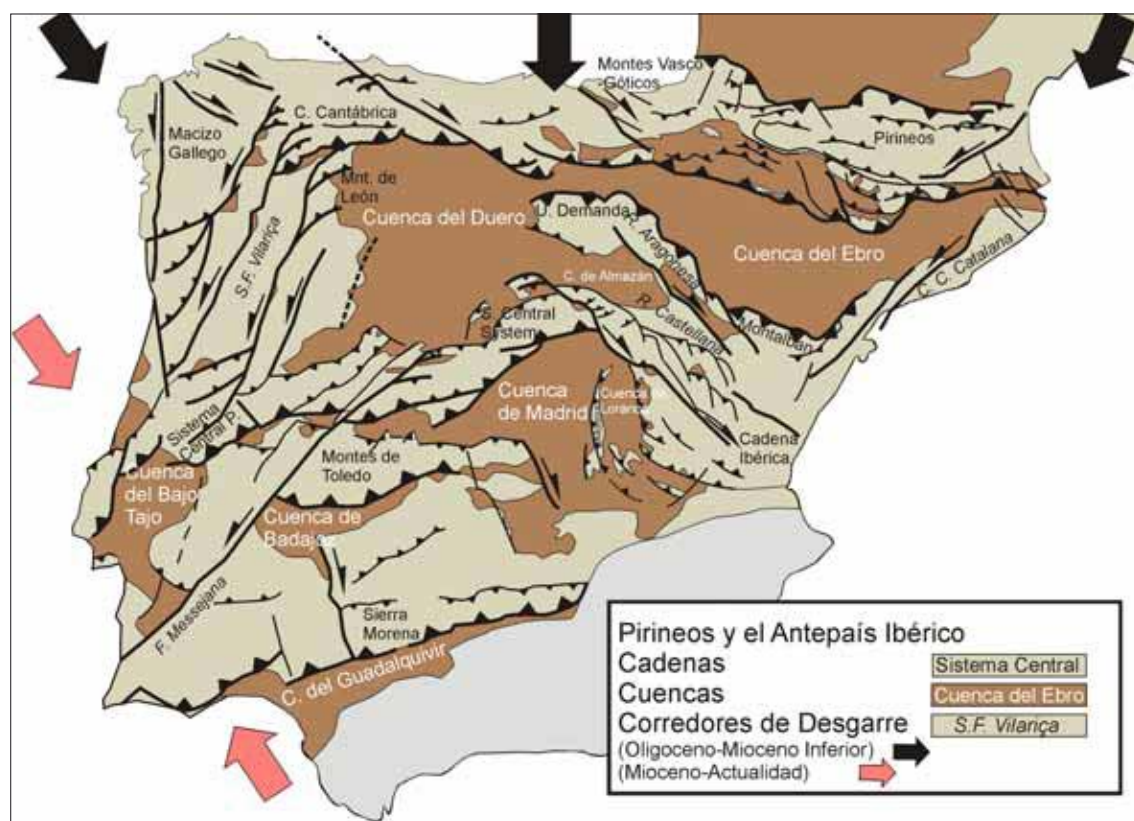


Fig. 8. Mapa tectónico de las deformaciones cenozoicas, relacionadas con la formación de pliegues litosféricos, en Iberia continental.

Por su parte los relieves de dirección NNE-SSO del noroeste de la Península se corresponden con corredores de cizalla intracontinental situados sobre fallas anteriores, posiblemente creadas durante la apertura del Atlántico entre Terranova y la Península en el Cretácico. La reactivación de estas fallas en el contexto de la compresión N-S produce alineaciones (corredores) de desgarres laterales izquierdos. Se trata, sin duda, de los desgarres cenozoicos más espectaculares de Iberia. Su importancia puede apreciarse en los modelos digitales del terreno de la costa atlántica (Fig. 9).

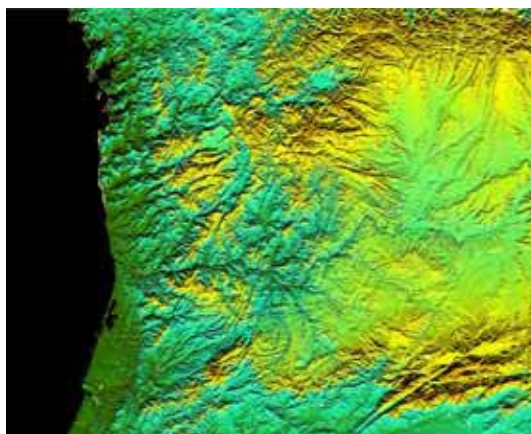


Fig.9. Modelo digital de la costa Atlántica de Iberia en el corredor de fallas de Vilarica.

Entre estos corredores destacan las fallas de Vilarica, de más de 300 km y de Regua-Verín cuyas terminaciones compresivas se sitúan, al norte en el límite occidental de la Cordillera Cantábrica y al sur en el segmento portugués del Sistema Central (Serra da Estrela) (Vegas *et al.*, 2004). En estos corredores las curvaturas y relevos en extensión y en compresión (escalones) generan cuencas intermontanas. Estos sistemas de desgarres transfieren la deformación hacia el S, desde la Cordillera Cantábrica (Pirineos) hacia el Sistema Central (Fig.10).

El contexto tectónico anteriormente expuesto, cadenas E-O y desgarres conjugados NNE-SSO y NO-SE, dibuja un dispositivo de *cizalla pura* (De Vicente y Vegas, en prensa) mediante el cual la corteza de la Península Ibérica acomoda el acortamiento N-S. Los relieves principales son el reflejo de este dispositivo tectónico (Fig. 8).

LAS CAUSAS DE LA DEFORMACIÓN INTRAPLACA EN LA PENÍNSULA

Al final del Cretácico, el borde N de Iberia cambió de transensivo a compresivo, con un movimiento relativo N-S, convergente, respecto a Eurasia. De este modo, cesó la expansión oceánica anterior del Golfo de Vizcaya al final del Campaniense, iniciándose la inversión tectónica en las zonas intracontinentales previamente extendidas de la Cuenca Vasco-Cantábrica y de los Pirineos. En un primer momento, las litosferas Europea e

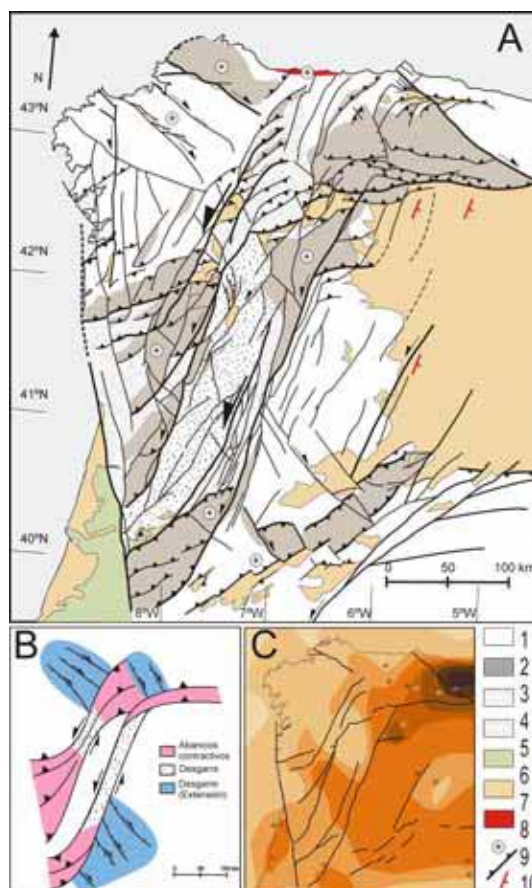


Fig. 10. A) Mapa tectónico del Sistema de Fallas de Vilarica. B) Interpretación tectónica. C) Mapa de profundidad del Moho (Tesauro *et al.*, 2007). 1) Basamento 2) Elevaciones 3-4) Desgarre 5) Mesozoico 6) Cenozoico 7-8) Levantamiento Plioceno 9) Cabalgamiento 10) Basculamiento Cuaternario.

Ibérica debieron desacoplarse en los Pirineos orientales, dando lugar a algún tipo de subducción incipiente, de tipo A, de la litosfera Ibérica bajo la Europea. Posteriormente, este desacoplamiento, y el cabalgamiento asociado, se propagaron hacia el oeste hasta alcanzar la Cuenca Vasco-Cantábrica, produciendo la inversión de toda la parte intracontinental del antiguo límite Mesozoico entre Eurasia e Iberia. En el segmento oceánico de este límite (Cordillera Cantábrica), la convergencia se acomodó en el margen continental mediante la propagación del cabalgamiento intracontinental dentro del antiguo margen debilitado por la extensión previa, antes que en el límite corteza continental-corteza oceánica (Gallastegui, 2000). Mas hacia el oeste, ya en corteza oceánica, el límite Iberia-Eurasia se correspondía con un segmento transpresivo y con otro extensivo, el surco de King, conectado a la Dorsal Medioatlántica, disposición que se asemeja mucho a la actual trasladada hacia el S (Dorsal de Terceira-Azores, Falla de Gloria-Banco de Gorringe) (Fig. 4).

Durante y después del bloqueo de la convergencia en el borde activo, la deformación se transmitió al interior de la placa cabalgada, el antepaís ibérico, produciendo la mayor parte de los rasgos morfotectónicos actuales. Más, aún debido al acoplamiento mecánico entre Iberia y África, la deformación del antepaís pirenaico se transmitió también al antepaís africano, al menos hasta el Anti-Atlas (Fig. 7a).

Bajo esta perspectiva, podemos concluir que el motor de los principales rasgos topográficos de Iberia y del norte de África fue la convergencia en el límite de placas pirenaico.

Las reconstrucciones paleotectónicas de este límite indican una cierta similitud con procesos de indentación tectónica (un continente pequeño, chocando con otro de mayor tamaño, como la India y Eurasia). Con esta geometría se producen extensiones en las esquinas del indente (el rift del lago Baikal), que en el caso de Iberia se corresponderían con el Surco de King al oeste y con el Surco de Valencia, al este. La orientación de estas estructuras, junto a la convergencia generalizada N-S, permite reconstruir un campo de paleosfuerzos general, para el Oligoceno-Mioceno Inferior, con trayectorias de máxima compresión horizontal, que convergen hacia el interior de Iberia (De Vicente *et al.*, 2005) (Fig. 7b). Esto supone unas ciertas condiciones de deformación de tipo constrictivo (acortamiento en la horizontal desde cualquier dirección), que podría dar del escape tectónico de la Sierra de Altomira hacia el oeste (cabalgamientos N-S con compresiones locales E-O, en un contexto de acortamiento N-S) (Muñoz-Martín *et al.*, 1998).

En resumen, la regularidad en la distribución de cuencas y cadenas en Iberia se habría producido mediante cabalgamientos generalizados durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. Dada la zona afectada (hasta el Anti-Atlas, más de 3000 km), junto a la continuidad de estas estructuras que se desarrollaron, tanto en corteza oceánica, como en continental, podemos concluir que toda la litosfera Ibérica (y Marruecos) está plegada (Cloetingh *et al.*, 2002), con corredores de desgarre que conectan unos pliegues con otros (De Vicente y Vegas, en prensa). Resulta por tanto evidente que, para Iberia, tanto la aproximación de “medio continuo” (Fig. 2b) para analizar el plegamiento litosférico, como la fractal para estudiar los corredores de cizalla (Fig. 2c), son más adecuadas que el modelo de placas rígidas (Fig. 2a).

EL DESACOPLAMIENTO NEÓGENO

Dentro del dispositivo tectónico que acabamos de mostrar (Pliegues Litosféricos y corredores de desgarre), el acortamiento en las zonas externas Bético-Rifeñas - y sus rasgos topográficos asociados - debe relacionarse con mecanismos más “locales” conducidos por el desplazamiento hacia el oeste del Dominio “exótico” de Alborán (Fig. 4). El acercamiento NNO-SSE, activo desde el Mioceno Superior hasta la actua-

lidad, está acomodándose también, en esta amplia zona entre Iberia y Marruecos. Este proceso, aún inacabado, se está conformando como un nuevo y aún mal definido, límite de placas entre Eurasia y África. El emplazamiento del Bloque de Alborán desacopló mecánicamente Iberia de África de E a O, con lo que los esfuerzos transmitidos hacia el interior peninsular cesaron en su carácter compresivo, también de E a O. El tipo de esfuerzos registrados con sismicidad instrumental (Tensor del Momento Sísmico) así parece indicarlo (Fig. 11) (De Vicente *et al.*, en prensa). Desde el análisis de estos datos, queda patente cómo por delante de la zona de entrada del Dominio de Alborán los esfuerzos en el antepaís ibérico son de tipo extensional (azul), lo que incluye a la Cadena Ibérica y a los Pirineos: ya no hay cabalgamientos activos. Sin embargo, cuanto más al O y al S nos encontremos, donde aún no ha llegado el desacoplamiento, predominan las compresiones (rojo), especialmente entre Lisboa y el Golfo de Cádiz, incluida la corteza oceánica. De este modo, sólo en la zona más Occidental de la Península Ibérica, y en la corteza oceánica Atlántica, puede continuar aún activo el plegamiento litosférico (Figs. 8 y 11).

CONCLUSIONES

La disposición peculiar de los relieves del interior de la Península Ibérica se puede explicar mediante un modelo tectónico en el que el antepaís pirenaico es deformado como consecuencia de la transmisión efectiva de esfuerzos tectónicos desde el borde de placas África-Eurasia, situado desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno al norte de la Península. Esta deformación incluye pliegues de la corteza y zonas de cizalla verticales en un dispositivo de cizalla pura que acomoda el acortamiento N-S resultante de la convergencia África-Eurasia.

En este contexto se pueden considerar algunos aspectos relevantes. Así los relieves intraplaca ibéricos atestiguan una deformación intraplaca importante, mayor de lo esperado para las dimensiones de la zona de colisión pirenaica. De la misma manera, es preciso destacar la situación de las cuencas cenozoicas intracontinentales ibéricas en un ambiente tectónico compresivo, contrariamente a los escenarios considerados anteriormente en la literatura geológica – contactos con las cadenas mediante fallas normales. Por otra parte, el origen de los relieves aquí definido se enmarca de manera coherente en la evolución del límite de placas entre África y Eurasia y proporciona además un ejemplo de la aplicación de la tectónica de placas a escala regional.

Desafortunadamente, la percepción que tiene la sociedad española del riesgo sísmico es baja, o muy baja. Queda patente, por lo que acabamos de exponer, que las estructuras (fallas) capaces de producir grandes terremotos, son las mismas que han sido activas durante el Terciario (desde el Mioceno Superior en el este, y desde el Oligoceno en el oeste) (Fig. 3). Evidentemente, al cambiar el límite de placas activo de N a S, la velocidad de deformación (y la peligrosidad sísmica) es hoy

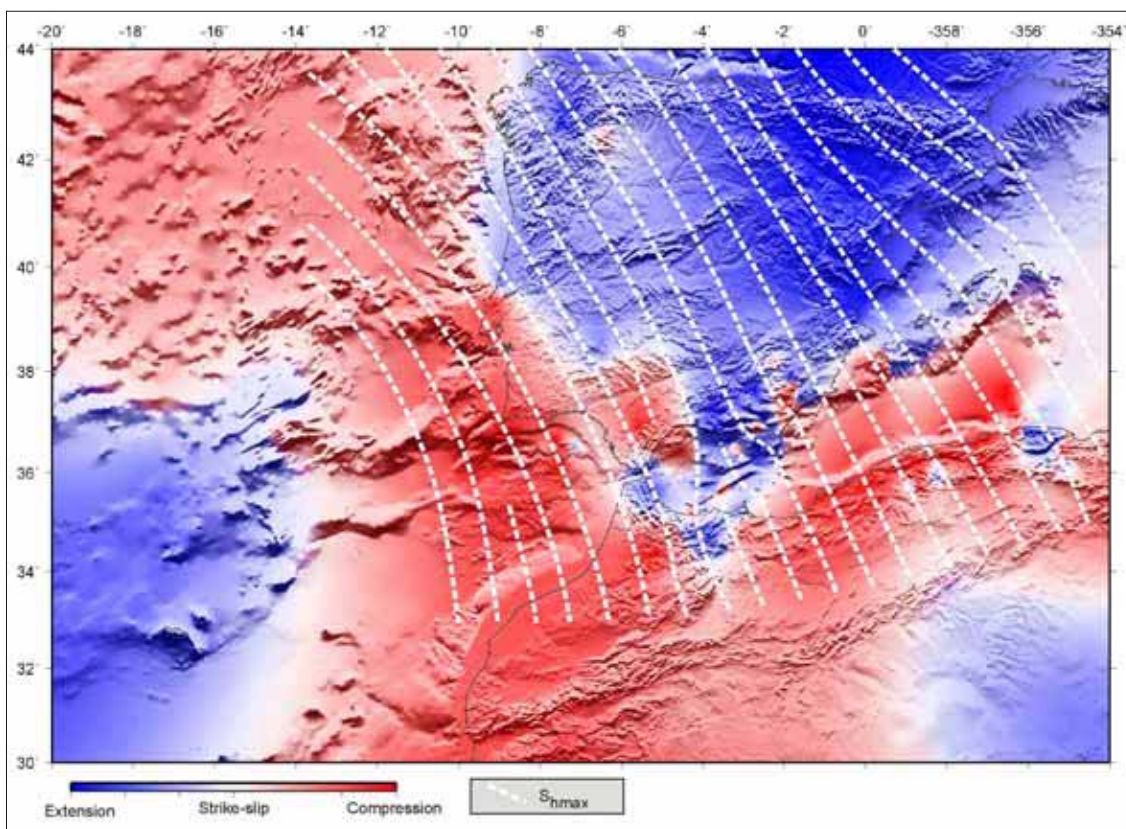


Fig. 11. Tipo de esfuerzos tectónicos activos a partir de mecanismos focales del tensor del momento sísmico (De Vicente et al., en prensa). Rojo: compresión; Blanco: desgarre; Azul: extensión. Terremotos de profundidad de foco menor de 30 km.

mayor en las Béticas que en el interior de peninsular. Además, las velocidades de acercamiento entre Iberia y África son también relativamente bajas (5 mm por año), por lo que son esperables unos tiempos de acumulación y descarga de energía sísmica relativamente grandes para sismos de magnitud 7 o superior. Ya que los de magnitud 5 (que apenas causan daños) son relativamente frecuentes (p.e. crisis sísmica de Sarria 1996-1998, en el Sistema de fallas de Vilariça), no se puede descartar la ocurrencia, en el interior peninsular, de algún terremoto de magnitud 6 en un periodo de cien años. El terremoto de Benavente de 1909 (30 km al E de Lisboa y en el borde S del Sistema Central Portugués) destruyó completamente la ciudad con una magnitud de 6. El tipo de movimiento calculado (Stich et al., 2005) fue precisamente el de una falla inversa NE-SO, como el cabalgamiento del borde S del Sistema Central, muy activo durante el Mioceno Medio y Superior. Es, como comentábamos, la zona en la que aún puede continuar activo el plegamiento litosférico.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica. Hispánica*, 14, 172-177.
- Burov, E. Lobkovsky, L., Cloetingh, S. y Nikishin, A. (1993). Continental lithosphere folding in Central Asia (part II): Constrains from gravity and topography. *Tectonophysics*, 226, 73-88.
- De Bruijne, C.H. y Andriessen, P. (2002). Far field effects of alpine plate tectonicism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349, 161-184.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, P., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 1-16.
- Calvo, J.P. (2004). Rasgos comunes de las Cuencas cenozoicas. *Geología de España* (J.A: Vera ed.), Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 584-586.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 5, 1041-1067.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Llanes, P., Carbó, A. y Cloetingh, S. (2007). Large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic control of the Cenozoic-present day topography. *3rd TOPO-EUROPE Meeting, Rome*.

De Vicente, G. (Ed.). (2004). La estructura alpina del antepaís ibérico. Capítulo. 7. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-IGME 583-633.

De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Casas, A., González Casado, J.M., y Álvarez, J., (2005). Neutral points and constrictive deformation in paleostresses analysis: The Cenozoic contraction of Iberia. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 04272.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J., Fernández-Lozano, J. (en prensa). Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Micro-continent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, 1-22

De Vicente, G. y Vegas, R. (en prensa) Topography controlled by large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics*.

Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la Cordillera y margen Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 221p

Muñoz-Martín, A. Cloetingh, S. De Vicente, G. y Andeweg, B. (1998). Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin. *Tectonophysics*, 300 47-62.

Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P y Morales, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophysical Journal International*, 162, 850-858

Tesauro, M., Kaban, M. y Cloetingh, S., (2007). A new crustal model as a basis for lithosphere modelling. 3rd International TOPO-Europe Workshop, Rome.

Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Olaiz, A., Palencia, A., y Osete, M.L., (2005). Was the Iberian Plate moored to Africa during the Tertiary?. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 06769.

Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz Martín, A. y Palomino, R. (2004). Los corredores de fallas de regua-Verín y Vilariça: zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la península ibérica. *Geotemas*, 6(5), 245-249.

Vegas, R. (2006). Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. (Sección de Geología)*, 101 (1-4), 31-40. ■

Fecha de recepción del original: 15 octubre 2007

Fecha de aceptación definitiva: 29 noviembre 2007